

Estudio metalogénico de la mineralización de cobres grises de Alpartir (Zaragoza)

Por E. GARCIA GIL (*), E. VINDEL CATENA (*) y R. LUNAR HERNANDEZ (*)

RESUMEN

En este trabajo se estudian los caracteres geológicos y metalogénicos de la mineralización de cobres grises de Alpartir (Zaragoza), la cual se presenta rellenando una brecha de falla, principalmente en la Cuarcita Armoricana. La paragénesis pertenece al tipo q. Sb-Cu(Ag), con tetraedrita como mineral portador de la plata.

Se propone que es un yacimiento hidrotermal, en relación aparente con el volcanismo permo-carbonífero de la Cordillera Ibérica. Los caracteres geoquímicos de las cuarcitas encajantes han puesto de manifiesto ciertas anomalías en determinados elementos metalogénicos, que podrían indicar la existencia de un supuesto contenido metálico en algunos niveles de la Cuarcita Armoricana.

ABSTRACT

In this paper the geological and metallogenic features of the fahl-ores of Alpartir (Zaragoza) are studied. The mineralization is filling a tectonic breccia, mainly in the Armoricana quartzite. The mineral association belongs to the q. Sb-Cu(Ag) type with tetrahedrite ore as silver-bearing mineral.

It is proposed and hydrothermal origin for the mineralization, in relation with the permo-carboniferous volcanism of the Cordillera Ibérica. The geochemical features of the quartzites have show some anomalies of metallogenic elements. That could point out a certain stock-metal in some levels of the Armoricane quartzite.

1. INTRODUCCION

En los núcleos hercínicos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica se encuentran numerosos indicios y yacimientos de Pb, Zn, Cu y Ba que hasta el momento se encuentran insuficientemente estudiados. Este trabajo trata sobre la metalogenia de la mineralización de cobres grises de Alpartir.

El área de estudio está situada en la Hoja número 410 (La Almunia de Doña Godina), del M.T.N. a escala 1:50.000, en la provincia de Zaragoza (figura 1). La mineralización está constituida por varios filones explotados en la denominada mina Bilbilitana (foto 1), próxima al pueblo de Alpartir, a 60 km. al SO de Zaragoza y 6 km. al S de la Almunia de Doña Godina. El acceso a la mina, labores e indicios se hace a través de un camino directo que parte desde el pueblo de Alpartir en dirección SO.

2. EL MARCO GEOLOGICO

La zona de estudio se encuentra en los afloramientos paleozoicos de la Rama Aragonesa de la

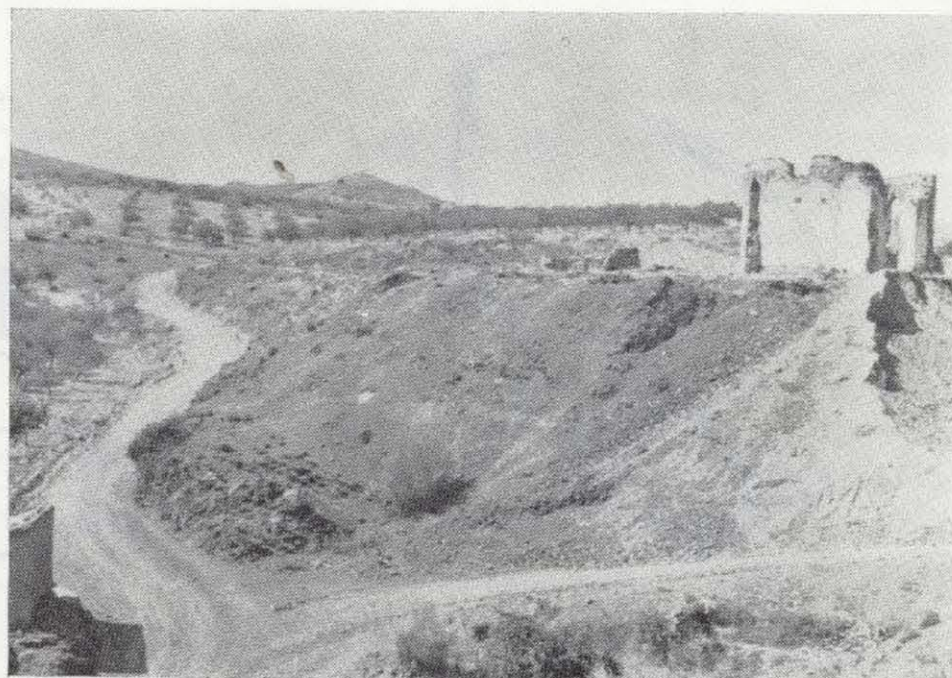


Foto 1.—Restos de edificaciones y escombreras de la antigua mina Bilbilitana.

(*) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de C. C. Geológicas. Universidad Complutense. Madrid.

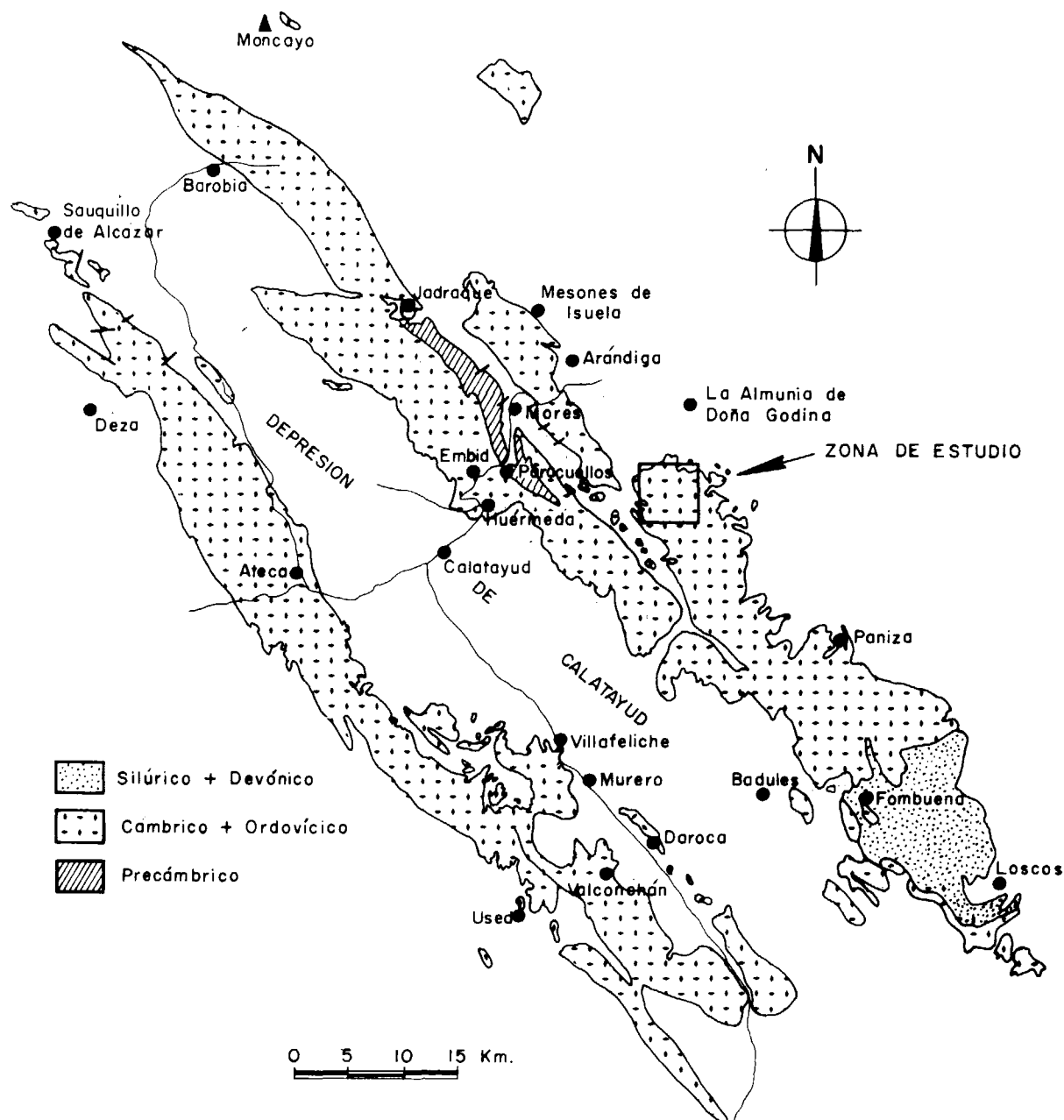


Figura 1.—Situación de la zona de estudio. Distribución de los materiales paleozoicos en torno a la depresión de Calatayud (ZAMARREÑO, 1983).

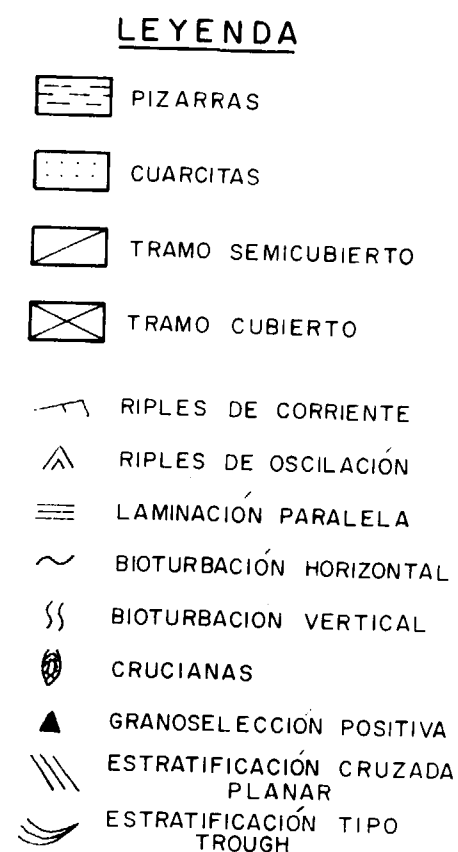
Cordillera, Ibérica Oriental de LOTZE (1929), concretamente en la Unidad de Herrera, dentro del Macizo de Calatayud-Montalbán (fig. 1). Este macizo, que se extiende desde Olvega hasta Montalbán a lo largo de 150 km., muestra una serie estratigráfica muy completa desde el Precámbrico

hasta el Carbonífero de Montalbán, cuyas características son las mismas que las de las series precámbricas y paleozoicas de la zona Asturoccidental-Leonesa, excepto las series del Ordovícico Medio y Superior que son más groseras y menos potentes que en el NO.

El conjunto de materiales paleozoicos ha sufrido un débil metamorfismo, facies de los esquistos verdes y grados inferiores (MARTÍNEZ y GIL IBARGUCHI, 1983), conservándose restos de estructuras orgánicas e inorgánicas.

2.1. Estratigrafía

Los materiales en los que encaja la mineralización son casi exclusivamente cuarcitas y pizarras, predominando las primeras. Estas cuarcitas aparecen en forma de potentes bancos y como alternancias con pizarras en niveles centimétricos. La edad de estos materiales se extiende desde el Tremadoc (parte basal de la Formación Santed) hasta el Silúrico (Formación Bádenas). Para un reconocimiento detallado de los mismos se levantó una columna estratigráfica (fig. 2) en los alrededores de la mina Bilbilitana, donde se encuentran los indicios y labores más importantes, que muestra la sucesión de las distintas formaciones de muro a techo y son las siguientes:



Formación Santed

Según VILLAS (1980), es concordante con la Formación Dere, infrayacente, y presenta una potencia de 550 m.

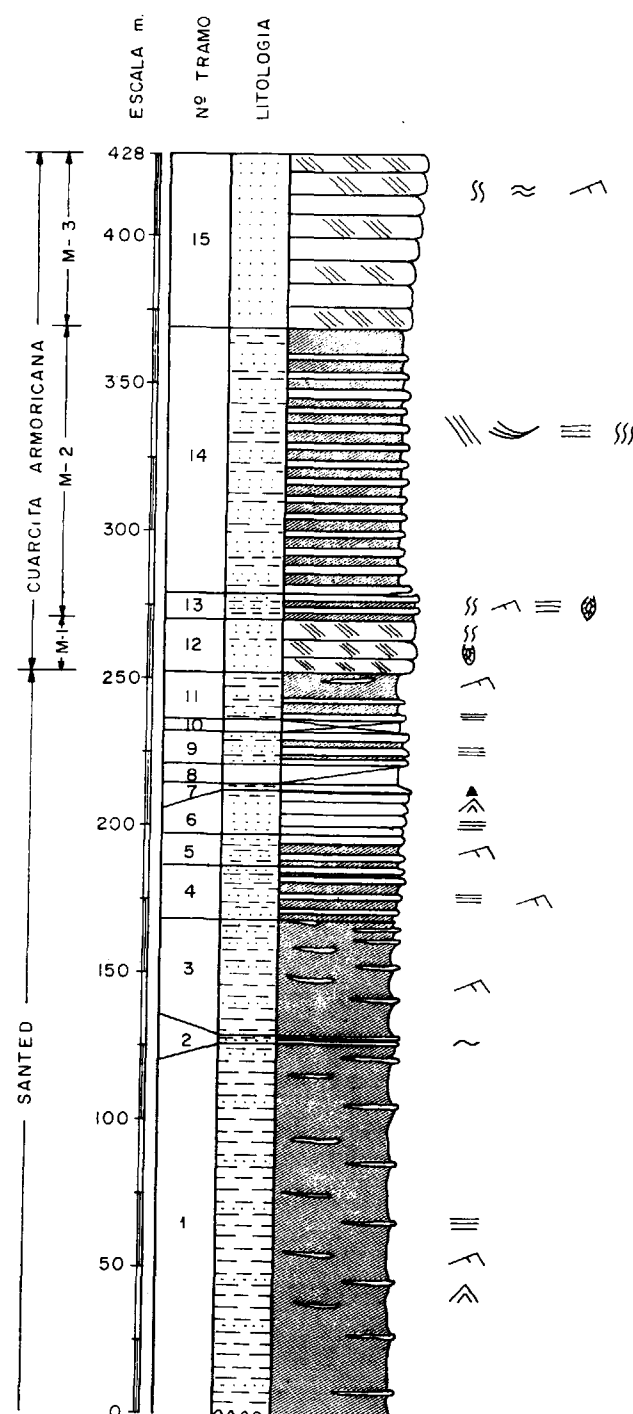


Figura 2.—Columna Bilbilitana.

Esta formación comprende desde el tramo 1 hasta el tramo 11 de la columna Bilbilitana (fig. 2). La base consta de abundantes pizarras grises verdosas, muy arcillosas, con niveles cuarcíticos intercalados, de espesor variable, tamaño de grano fino, carácter lenticular y estructura interna debida a ripples, tanto de oscilación como de corriente, y laminación paralela. Hacia techo, estas pizarras se hacen más arenosas y micáceas. Estos materiales basales se encuentran fuertemente deformados.

Algunos niveles de pizarras y cuarcitas contienen cristales de pirita idiomorfa como ocurre en el tramo 2, donde además existe bioturbación horizontal a techo de los mismos.

Hacia techo, siguen las alternancias de pizarras con cuarcitas, con predominio de estas últimas. Asimismo, aumenta la potencia de los bancos de cuarcita. El techo de esta formación lo constituye un tramo de pizarras con intercalaciones de cuarcitas que en ciertos niveles llega a ser una alternancia con predominio de pizarras.

SCHMITZ (1971), JOSAPAIT (1972), HAULICEK y JOSAPAIT (1972) y WIEMER (1975) citan la presencia de varios horizontes fosilíferos en esta formación en las Cadenas Ibéricas Occidentales, que contienen Trilobites, Braquiópodos articulados e inarticulados y Equinodermos. WOLF (1980) sitúa el límite Tremadoc-Arenig dentro de esta formación.

Formación Cuarcita Armórica

Comprende desde el tramo 12 hasta el 15, ambos inclusive, de la Columna Bilbilitana (fig. 2). Según VILLAS (1980) esta formación puede dividirse en tres miembros:

— *miembro inferior*, que en la columna Bilbilitana corresponde a los tramos 12 y 13, constituidos por cuarcitas blancas en la base, de grano fino, dispuestas en potentes bancos, algunos de carácter lenticular. Presentan estratificación cruzada planar, ripples de corriente y fuerte bioturbación vertical que deforma las estructuras inorgánicas. En la base de los bancos se reconocen crucianas. En el techo de este miembro, las cuarcitas son de colores grisáceos, en niveles muy potentes y compactos, con estructura similar a las de la base. Alternando con las cuarcitas hay potentes niveles de pizarras, que al igual que las cuarcitas están fuertemente bioturbadas y fracturadas.

— *miembro intermedio*, corresponde al tramo 14 de la columna. Es una alternancia de pizarras y cuarcitas en niveles de espesor variable, siendo la media de unos 10 cm. Las cuarcitas son blancas, de grano fino, con estratificación cruzada planar y de surco (tipo «through») y laminación paralela. Las pizarras son de color gris verdoso. Cuarcitas y pizarras presentan una fuerte bioturbación vertical.

— *miembro superior*, corresponde al tramo 15 de la columna. Está constituido por cuarcitas blancas, bien estratificadas en niveles tabulares de escala métrica, con estratificación cruzada planar, bioturbación horizontal y vertical menos intensa que en el tramo anterior.

2.2. Tectónica

Según CAPOTE y GONZÁLEZ LODEIRO (1983) la estructura hercínica es el resultado de dos fases principales de deformación, de las cuales la primera es la más importante.

La primera fase dio lugar a grandes estructuras de plegamiento de escala kilométrica, con dirección NNO-SSE y NO-SE, vergentes al NE y que lleva asociada una esquistosidad de plano axial. En los alrededores de los filones mineralizados, encontramos grandes pliegues correspondientes a esta fase, tal como el anticlinal situado entre el Barranco Ontanat y el Barranco del río Alpartir, cuyo plano axial tiene dirección N 135°, 36° SO.

La segunda fase de plegamiento dio lugar a una tectónica de cabalgamiento de dirección NO-SE que limita escamas vergentes al NE. Cabe destacar el cabalgamiento que pasando por Codos se prolonga hasta la Sierra de Cucalón, coincidiendo con la falla que LOTZE (1929) distingue en el Puerto del Frasnó, falla de Datos (CARLS, 1962). Esta falla se reactiva en la Orogenia Alpina, afectando al Triás, pero su origen hercínico viene corroborado por el volcanismo pérmico que lleva asociada, concretamente en la región de Codos.

Durante esta segunda fase se desarrollan pliegues menores con eje perpendicular a los de la primera fase, así como una segunda esquistosidad de plano axial.

Superpuesta a la estructura hercínica hay una fuerte tectónica compresiva alpina, en forma de cabalgamientos dirigidos al NE que pueden con-

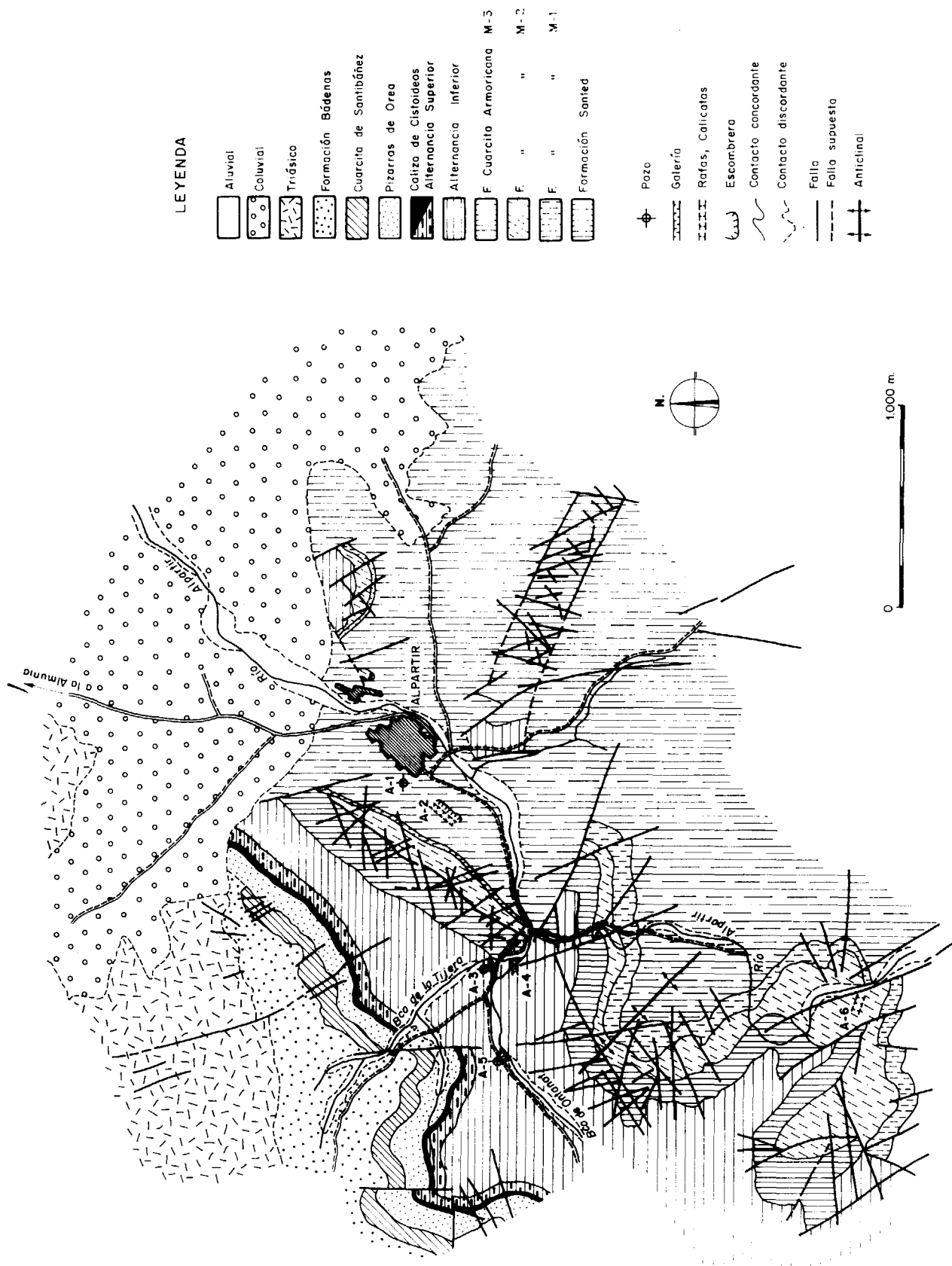


Figura 3.—Esquema geológico-estructural a escala 1:20.000 de la zona de estudio (modificado de VILLAS, 1980).

fundirse con estructuras similares ligadas a la hercínica (LOTZE, 1929; JULIVERT, 1954).

Toda la zona estudiada está afectada por una densa red de fracturación (fig. 3). Muchas de estas fallas es probable que hayan entrado en juego durante más de una etapa de deformación dentro de la Orogenia Hercínica e incluso en la Orogenia Alpina y la mayoría de ellas se ponen de manifiesto por el desarrollo de costras ferruginosas y calcíticas (foto 2), así como por la presencia de brechas tectónicas.

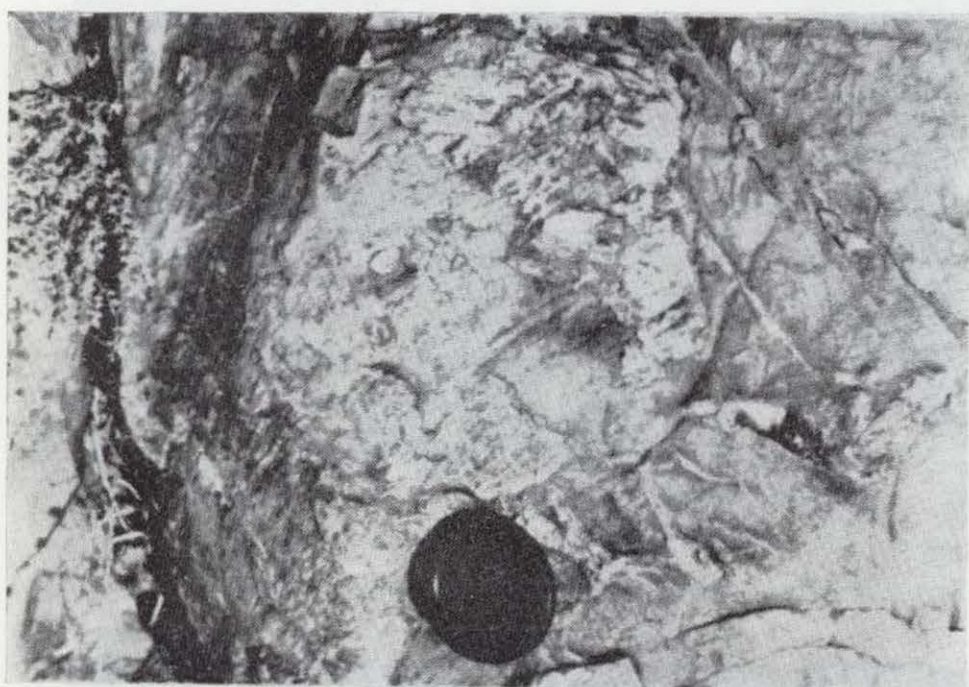


Foto 2.—Costra calcítica sobre cuarcita. Obsérvese las estriás formadas por efecto de la falla.

2.3. Rocas ígneas

En la Unidad de Herrera, donde se enmarca geotectónicamente la zona de estudio, en la Depresión Axial de Cámaras, existe un estilo básicamente distensivo existiendo un magmatismo representado por numerosos diques porfídicos y pequeñas masas batolíticas de rocas granudas. Su emplazamiento es relacionable con la fracturación tardihercínica.

La falla de Datos, que separa la Unidad de Herrera de la Unidad de Badules, en las cuales dividió LOTZE (1929) la Cordillera Ibérica Oriental, permitió el ascenso de material magmático que dio lugar a numerosos diques y a la brecha volcánica de Codos (CARLS, 1983). Según este autor, tras la fuerte actividad intrusiva y extrusiva, la falla de Datos quedó prácticamente inactiva, probablemente soldada.

Desde el punto de vista petrológico, los materiales volcánicos de Codos corresponden a tipos andesíticos y dacíticos, con abundantes enclaves xenolíticos y cogenéticos. Se trata de una brecha poligenética constituida por fragmentos más o menos redondeados de pizarras y cuarcitas, fragmentos angulosos de rocas volcánicas difíciles de identificar debido a la gran alteración sufrida y que parecen ser dacíticos, todo ello empastado en una matriz criptocristalina formada principalmente por cuarzo, biotita y plagioclasa, a su vez empastada por un material tipo ceniza (foto 3). La roca en conjunto se encuentra muy alterada presentando fenómenos de cloritización, sericitización, carbonatación y silicificación, con la formación de abundantes óxidos de hierro y minerales opacos.

El estudio geoquímico llevado a cabo por MUÑOZ et al. (1983) indica que estas rocas volcánicas tienen carácter calcoalcalino con tendencia potásica y presentan variaciones de Cu, Pb y Zn, según estos autores posiblemente condicionadas por la presencia de mineralizaciones.

3. ESTUDIO DE LA MINERALIZACION

En los alrededores de Alpartir se reconocen una serie de labores mineras, actualmente paradas, que se han denominado A-1, A-2, A-3 (mina Bilbilitana), A-4, A-5 y A-6 y cuya situación puede observarse en la figura 3.

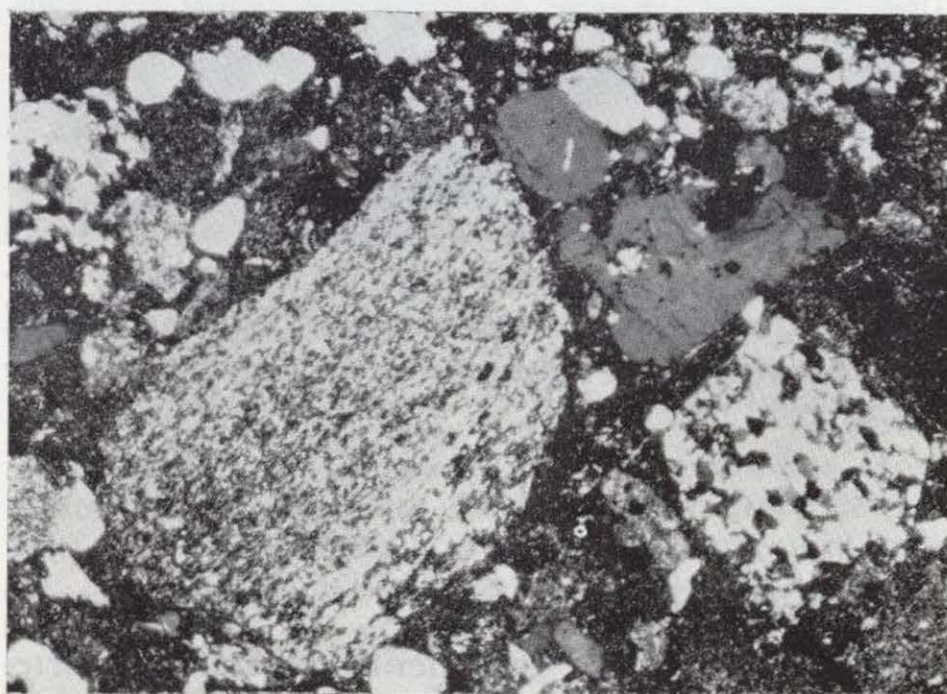


Foto 3.—Ignimbrita de Codos. Fragmentos de cuarcita y pizarra englobados en la toba. L. Transm. (N.C.)×6.3.

El conjunto de las labores comprende galerías, pozos, calicatas y rafas, encontrándose las más importantes en el Cerro Mosan, al oeste del pueblo de Alpartir. En estas labores es muy frecuente observar pátinas de malaquita, que evidencian la presencia de minerales hipogénicos de cobre.

La mineralización encaja fundamentalmente en la Cuarcita Armoricana, aunque el control litológico no es riguroso, puesto que se han localizado indicios en las alternancias de techo (Formación Castillejo) y en las de muro (Formación Santed). La cuarcita que en su mayor parte constituye la roca encajante es de color blanco, con tonos ocres en superficie por efecto de la intensa alteración, consecuencia de la fracturación sufrida por el conjunto de materiales paleozoicos. A escala microscópica se observa que composicionalmente es una cuarcita muy homogénea, constituida por granos de cuarzo de muy diverso tamaño, poco redondeados, bordes irregulares y algunos cristales muy aislados de moscovita. En las proximidades de las zonas mineralizadas, los huecos de la cuarcita aparecen rellenos por minerales metálicos (foto 4), siendo muy frecuentes los fenómenos de silicificación a favor de grietas y fracturas.

Por lo que se refiere al control estructural de la mineralización, en la galería de la mina Bilbilitana se observa cómo ésta rellena una brecha de falla de 1 m. de potencia, que se inicia en el miembro superior de la Cuarcita Armoricana y continúa con dirección N 135° E hasta el miembro inferior y Formación Santed. En superficie el espesor de la brecha de falla aumenta hasta 2 ó 3 metros. Además, en otros indicios (A-3 y A-4) se reconocen filoncillos de espesor centimétrico, muy irregulares, que atraviesan la cuarcita en distintas direcciones.

En la brecha de falla la mineralización se dispone rellenando huecos, acompañada de siderita y cuarzo drúsico y brechoide. Se reconocen bandeados simétricos y estructuras en escarpela, así como costras ferruginosas y de carbonatos de cobre.

3.1. Mineralogía

La paragénesis del yacimiento de Alpartir pertenece al tipo q.SB-Cu (Ag) y está constituida por tetraedrita, calcoestibina como minerales principales; pirita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita, pi-

rrotina, galena y marcasita como accesorios; goethita, calcosina, covellina y malaquita como supergénicos y cuarzo y siderita como ganga.

Tetraedrita: Es el mineral principal de la mineralización. Los análisis químico-mineralógicos realizados mediante microsonda electrónica han revelado que se trata de un cobre gris, término tetraedrita, con ciertas cantidades de plata (tabla I, muestra 1 y 2).

TABLA 1

Análisis mediante microsonda electrónica (las proporciones se expresan en % en peso).

**Abreviaturas: Tetr., tetraedrita;
Cst., calcoestibina**

	1 Tetr.	2 Tetr.	3 Cst.
S	25,60	25,76	25,05
Sb	29,37	30,07	51,33
Cu	37,86	37,60	24,72
Fe	5,37	4,70	—
Ag	0,57	1,25	—
Zn	1,39	1,97	—
TOTAL	100,16	101,35	101,10
FORMULAS EXPERIMENTALES			
S	13	13	2
Sb	3,93	3,98	1,8
Cu	9,69	9,57	0,99
Fe	1,56	1,36	—
Ag	0,08	0,18	—
Zn	0,34	0,48	—

La forma más frecuente de presentarse la tetraedrita es intercrecida con calcoestibina (foto 5). Ambos minerales se encuentran estrechamente relacionados. Asimismo, son abundantes las exoluciones irregulares, «gotas» o laminillas, dispuestas al azar u orientadas de tetraedrita en calcoestibina y viceversa (foto 6). También se ha reconocido una segunda generación de tetraedrita y calcoestibina que acompañadas de calcopirita y pirita se disponen rellenando fracturas.

Calcoestibina: Es el segundo mineral en orden de abundancia después de la tetraedrita. El análisis puntual mediante microsonda electrónica ha puesto de manifiesto que se trata de una calcoes-

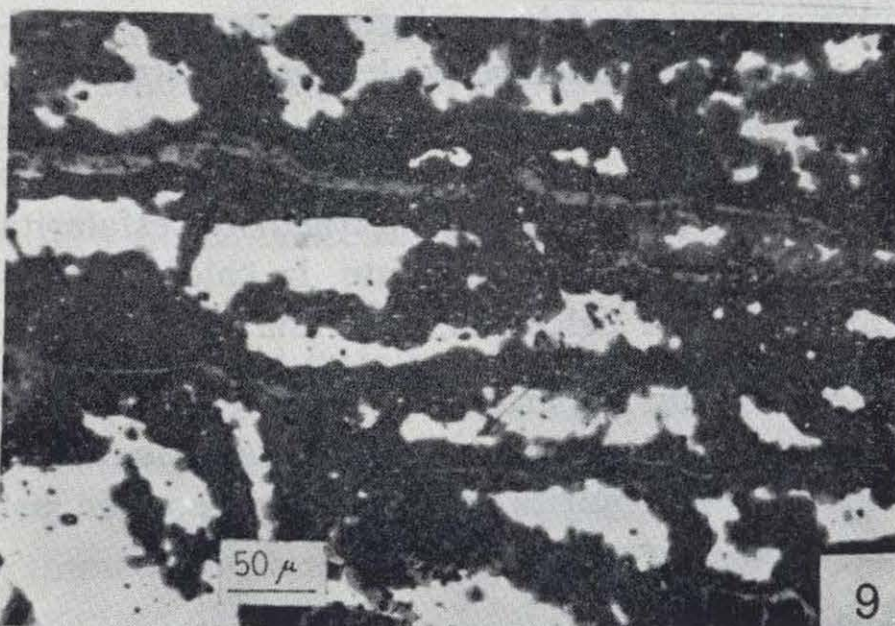
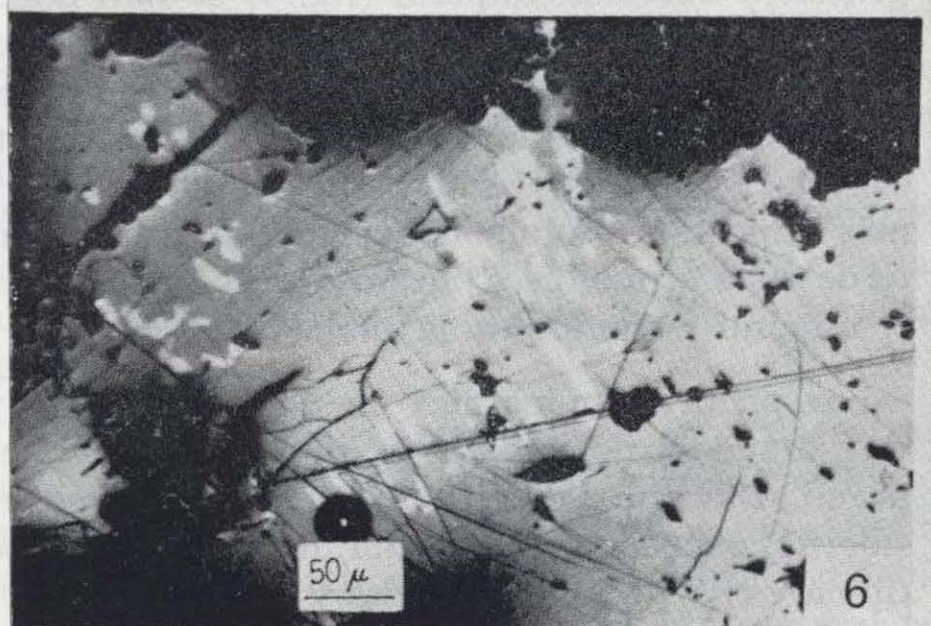
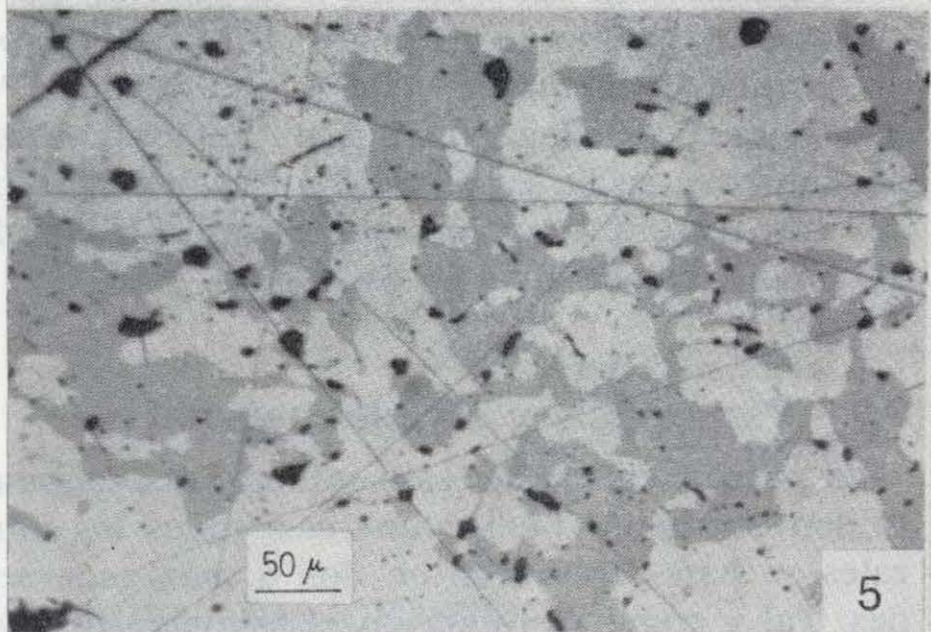
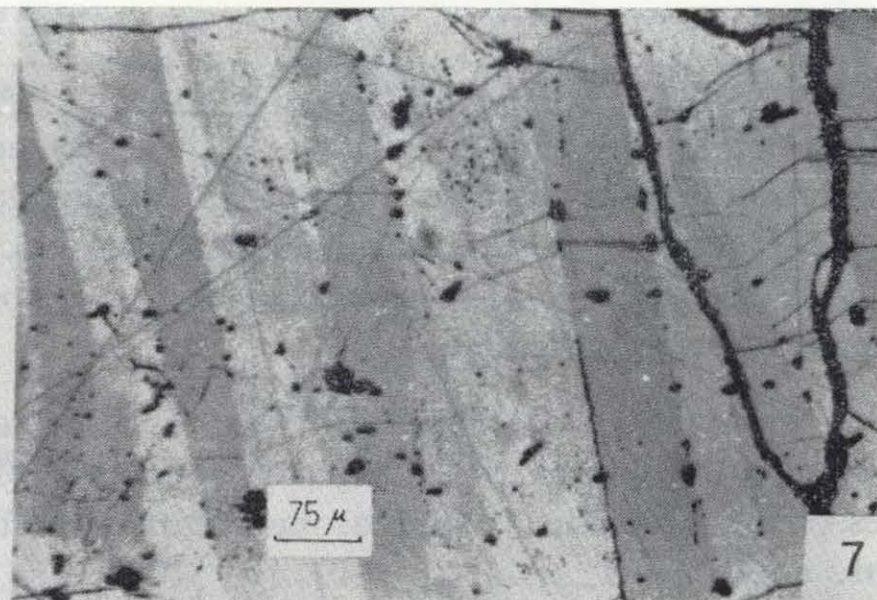
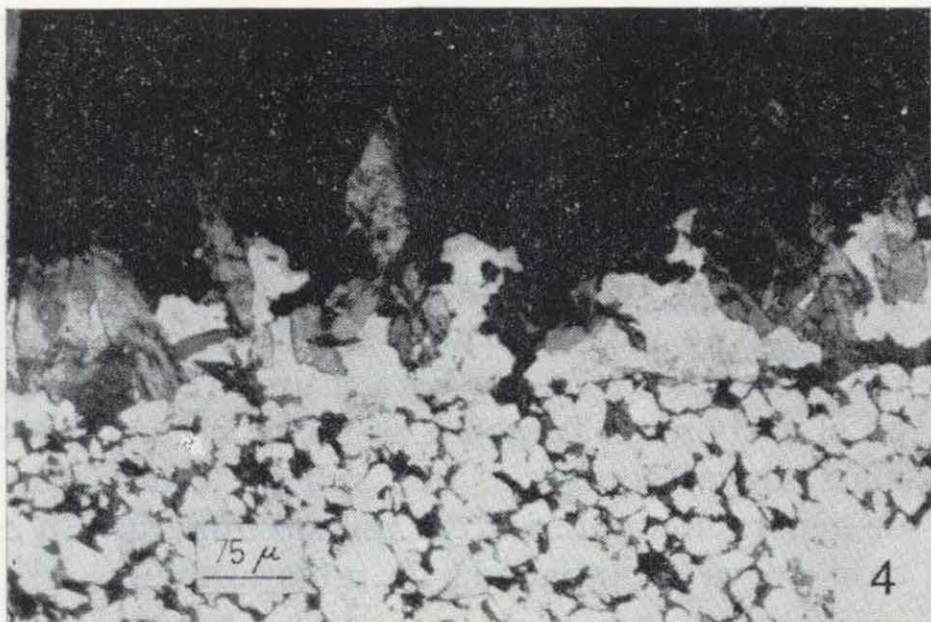


Foto 4.—Microfotografía de un filoncillo mineralizado con diseminación y relleno de huecos en la cuarcita encajante. En el contacto filón roca encajante se observan cristales de siderita.

Foto 5.—Tetraedrita (gris) y calcoestibina (blanco) estrechamente intercrecidas. L. Refl. (L.N.) Inmersión.

Foto 6.—Tetraedrita (gris) con exoluciones orientadas de calcoestibina (blanco). L. Refl. (L.N.) Inmersión.

Foto 7.—Calcoestibina. Obsérvese el maclado polisintético que ha puesto de relieve el fuerte pleocroísmo que suele presentar este mineral. L. Refl. (L.N.) Inmersión.

Foto 8.—Cristales idiomorfos y subidiomorfos de arsenopirita (blanco) dispuestos alrededor de un grano de pirita (Py). A la izquierda de la fotografía se encuentran cristales de arsenopirita maclados en estrella. L. Refl. (L.N.) Inmersión.

Foto 9.—Textura característica de enriquecimiento supergénico. Sustitución y emplazamiento de goethita, calcosina, covellina y malaquita a favor de fracturas en tetraedrita. L. Refl. (L.N.) Inmersión.

tibina pura cuya fórmula experimental (tabla I, muestra 3) coincide con la teórica (Cu-Sb-S_2).

Su morfología es muy similar a la de la tetraedrita, aunque cabe destacar algunas particularidades tales como el frecuente maclado polisintético (foto 7) y la presencia de granos deformados con desarrollo de kink-bands.

Son numerosos los reemplazamientos de tetraedrita y calcoestibina por minerales supergénicos, tales como calcosina, covellina, malaquita y abundante goethita.

Arsenopirita: Aparece generalmente con forma de cristales idiomorfos a subidiomorfos, rodeando a la pirita. Son frecuentes las maclas en estrella (foto 8) y la disposición de los cristales en bandeados.

Pirita: Se han reconocido dos generaciones de pirita, una primera dispuesta en forma de cristales idiomorfos o subidiomorfos, rodeados de arsenopirita y películas intergranulares de tetraedrita y una segunda constituida por pequeños granos redondeados que rellenan fisuras en la tetraedrita.

Calcopirita: Al igual que para la pirita, se han encontrado dos generaciones de calcopirita, una temprana asociada a la esfalerita y siempre incluida en forma de granos redondeados en tetraedrita y calcoestibina y otra más tardía, que está relleno de fisuras en la tetraedrita o como grandes cristales con inclusiones de tetraedrita, esfalerita y calcoestibina. Frecuentemente, la calcopirita es reemplazada por calcosina, covellina y malaquita.

Galena: Es un mineral muy escaso en la paragénesis que se dispone relleno de huecos y fisuras en tetraedrita y calcopirita de segunda generación, así como en el cuarzo drúsico.

Además de estos minerales, anteriormente citados, se han encontrado algunos granos de esfalerita y pirrotina, relleno de huecos en los cristales de pirita.

Minerales supergénicos: El desarrollo de estos minerales ha sido importante y la mineralización primaria de sulfuros ha sido reemplazada por covellina, calcosina, goethita y malaquita, dando lugar a las típicas texturas de enriquecimiento supergénico, relleno de fisuras y formación de coronas de alteración (foto 9). La goethita y la mala-

quita son los más abundantes, formando costras, pátinas de alteración y relleno de huecos.

Las gangas: Las únicas gangas reconocidas son el cuarzo y la siderita. La siderita constituye la ganga principal encontrándose en grandes cristales y masiva, que rodea y corroee a los cristales de arsenopirita y es anterior a la entrada de la mineralización de Cu-Zn-Sb. Esta última rellena huecos en el carbonato. También se reconoce una siderita más tardía, accesoria, que rellena venillas en la de generación anterior del mismo mineral. En este caso no va acompañada de mineralización.

El cuarzo está subordinado a la siderita. Se encuentra una primera generación de cuarzo temprano, idiomorfo, incluido en la mineralización. Posteriormente y relleno de huecos en los carbonatos masivos, se ha emplazado un cuarzo más tardío con textura en peine, que acompaña y rodea a la mineralización de Cu-Sb-Zn.

3.2. Paragénesis y sucesión mineral

La paragénesis y sucesión mineral del yacimiento son complejas puesto que casi todos los minerales se han depositado en dos o más generaciones. Tal y como se indica en el esquema de paragénesis y sucesión mineral (fig. 4) se han podido reconocer tres etapas metalogénicas, una primera de AS-Fe, seguida de una de Cu-Sb-Zn (Ag) y finalmente una tercera más tardía de Pb con ciertas cantidades de Cu y Sb. La etapa intermedia es la más importante volumétricamente y desde el punto de vista económico, puesto que la tetraedrita es el mineral portador de la plata.

Los primeros minerales en depositarse son pirita, arsenopirita, escasas pirrotina y cuarzo temprano. Durante la etapa Cu-Sb-Zn, se depositan siderita, esfalerita, calcopirita, tetraedrita, calcoestibina y cuarzo. La tetraedrita y la calcoestibina se exuelven indistintamente una en la otra, funcionando ambas como minerales patrón y/o huésped.

Posteriormente, y a favor de una tercera fase de brechificación se introducen de nuevo minerales de Cu-Sb, aunque en pequeñas cantidades y finalmente galena que rellena huecos en los minerales previamente depositados.

La etapa supergénica está caracterizada por la presencia de abundante goethita y malaquita, así como de algo de covellina y calcosina, que reemplazan a los minerales hipogénicos.

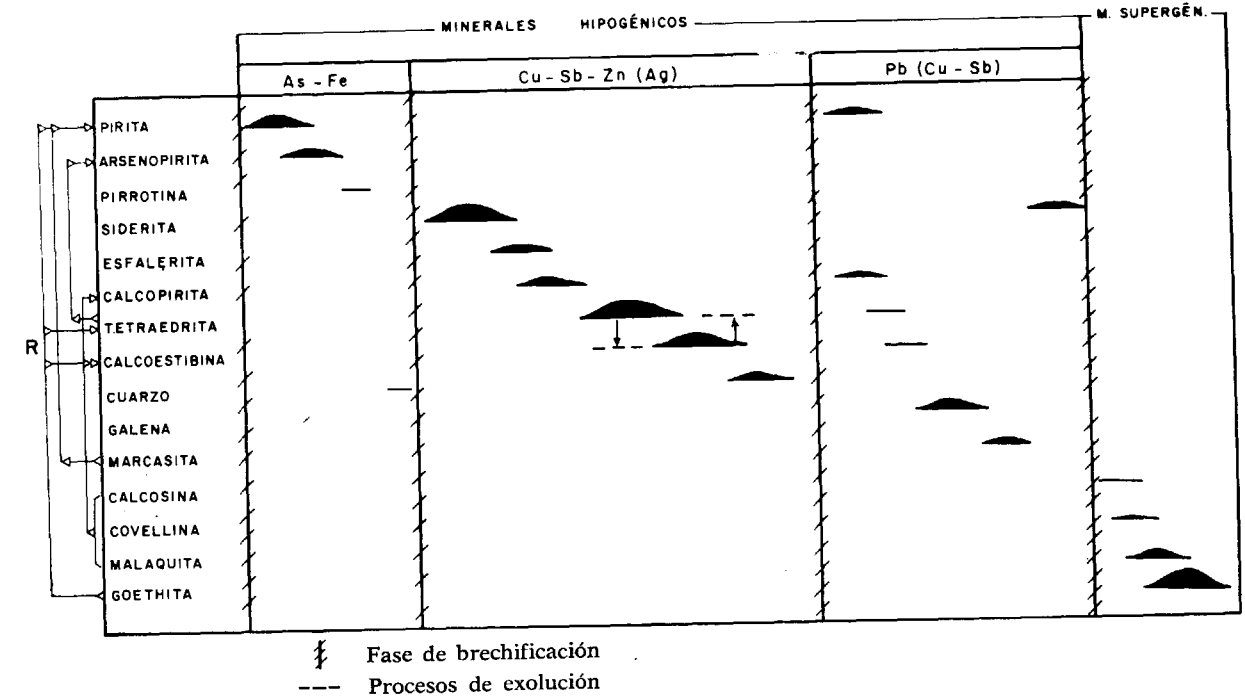


Figura 4.—Esquema de paragénesis y sucesión mineral.

4. HIPOTESIS GENETICA

Para desarrollar un modelo genético sobre la mineralización de cobres grises de Alpartir, sería necesario un estudio de conjunto sobre los yacimientos encajados en los núcleos hercínicos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Sin embargo, y en base a los datos obtenidos, se puede esbozar una hipótesis sobre la génesis de la mineralización.

Los hechos observados, tales como control estructural de la mineralización, estructuras hidrotermales, presencia de volcanismo permo-carbonífero en la zona, indican que la mineralización debió ser consecuencia de una actividad hidrotermal posiblemente en relación con este volcanismo.

En base a la hipótesis de un yacimiento filoniano hidrotermal, queda por resolver el origen de los metales. El volcanismo permo-carbonífero puede ser el ámbito generador de la mineralización o puede haber sido simplemente un agente removilizador de los metales contenidos en las rocas encajantes.

A título indicativo se han realizado una serie de análisis geoquímicos de cuarcitas y pizarras en

la mina Bilbilitana, a 200 m. de la misma y en zonas lo suficientemente alejadas de la mineralización, siguiendo los tramos 11 a 15 de la columna Bilbilitana y en el Anticlinal de Alpartir. Los resultados se indican en la tabla II. En la tabla III se expresan los contenidos medios en Cu, Pb, Zn, Ag y Sb en cuarcitas y pizarras.

Las muestras tomadas sobre cuarcitas en las proximidades de la falla mineralizada (muestras 1, 2 y 3) presentan una clara anomalía en elementos metalogénicos. Esto es debido a la diseminación de mineralización que presenta la cuarcita en el inmediato contacto con el filón. Asimismo, a 200 metros de la zona mineralizada (muestras 4, 5 y 6) también en algunos casos se presentan ligeras anomalías que pueden explicarse por una dispersión geoquímica de los elementos, si se tiene en cuenta la densa fracturación que afecta a la zona.

Sin embargo, en algunos puntos del muestreo realizado sobre la columna Bilbilitana (muestras 11 y 14) y en el anticlinal de Alpartir (muestra 16), también se observan contenidos elevados en Pb y Zn en cuarcitas del miembro medio (M-2) y superior (M-3).

TABLA II

Resultados de los análisis geoquímicos realizados sobre las rocas encajantes de la mineralización (expresados en ppm)

	Cu	Pb	Zn	Ag	Sb
Muestras tomadas en la mina Bilbilitana (A-3)					
1. (0,5 m. al NE de la falla)	89	220	32	1	24
2. (falla mineralizada)	790	295	236	5	146
3. (0,5 m. al SO de la falla)	47	37	18	1	13
Muestras tomadas a 200 m. de la mina Bilbilitana (sin mineralizar)					
3. (Miembro Inferior C. Arm.)	74	27	13	3	17
4. (Miembro Medio C. Arm.)	37	30	14	1	≤10
5. (Miembro Superior C. Arm.)	13	24	12	1	≤10
COLUMNA BILBILITANA					
7. (Pizarras Form. Santed)	50	≤20	95	≤1	≤10
8. (Tramo 11. Alternancias)	60	25	135	≤1	≤10
9. (Tramo 12. Cuarcitas, M-1)	30	≤20	≤20	≤1	≤10
10. (Tramo 13. Pizarras, M-1)	22	≤20	30	≤1	≤10
11. (Tramo 14. Cuarcitas, M-2)	25	240	250	≤1	≤10
12. (Tramo 14. Pizarras, M-2)	≤20	≤20	≤20	≤1	≤10
13. (Tramo 14. Cuarcitas, M-2)	≤20	≤20	≤20	≤1	≤10
14. (Tramo 15. Cuarcitas, M-3)	35	220	390	≤1	≤10
CORTE ANTICLINAL DE ALPARTIR					
15. (M-1. Cuarcitas)	27	≤20	28	≤1	≤10
16. (Contacto M-1/M-2, Cuarcitas)	38	80	160	≤1	≤10
17. (M-2. Pizarras basales)	35	≤20	≤20	≤1	≤10
18. (M-2. Cuarcitas techo)	25	≤20	25	≤1	≤10
19. (M-3. Cuarcitas)	36	≤20	≤20	≤1	≤10
20. (Contacto M-3/Form. Castillejo)	≤20	≤20	59	≤1	≤10

TABLA III

Contenidos medios de estos metales en cuarcitas y pizarras según (1) BARRY MAYNARD (1983) y (2) LEVINSON (1974), expresados en ppm

	Cuarcitas (1)	Pizarras (2)
Cu	30	50
Pb	10	20
Zn	30	100
Ag	—	0,05
Sb	< 1	1

Estos datos pueden indicar bien la existencia de un stock-metal inicial en algunos niveles de la Cuarcita Armonicana, en cuyo caso el volcanismo permo-carbonífero habría actuado como agente removilizador y concentrador de esos metales, o bien la presencia de mineralizaciones en profundidad

que hayan generado halos de dispersión geoquímica en superficie. Para comprobar una u otra hipótesis sería necesaria una detallada campaña de lito-geoquímica en las distintas formaciones y en una amplia zona, que permitiría comprobar la existencia de un supuesto stock-metal en ciertos niveles de la Cuarcita Armoricana.

BIBLIOGRAFIA

BARRY MAYNARD, J. (1983): *Geochemistry of sedimentary ore deposits*. Ed. Springer Verlag, 305 pp.

CAPOTE, R., y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983): *La estructura hercínica en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica*. Libro Jubilar J. M. Ríos, IGME, t. I:513-529.

CARLS, P. (1962): *Erläuterungen zur geologischen kartierung bei Luesma und Fombuena in den Östlichen Iberischen Ketten, NE Spanien*. Diplom Arbeit Univ., Würzburg, 91 pp. (inéd.).

CARLS, P. (1983): *La zona Austuroccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico*. Libro Jubilar. J. M. Ríos. IGME, t. II:11-32.

HAULICEK, V., y JOSAPAIT, V. (1972): *Articulate brachiopods from the Iberian Chains, northeast Spain (Middle Cambrian-Upper Cambrian-Tremadoc)*. N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 140(3):328-353.

JOSAPAIT, V. (1972): *Das Kambrium und das Tremadoc von Ateca (Westliche Iberische Ketten, NE Spanien)*. Münsters Forsch. z. Geol. u. Paläont., 23:1-121.

JULIVERT, M. (1954): *Observaciones sobre la tectónica de la Depresión de Calatayud*. Arrahona (Publ. Mus. Sabadell), 1-17.

LEVINSON, A. A. (1974): *Introduction to Exploration Geochemistry*, Applied Publishing Geochemistry, 924 pp.

LOTZE, F. (1929): *Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)*. Abh. Ges. Wiss. Gött. Math-Phys. K 1 (N. Ser.), vol. 8:1-315.

MARTÍNEZ, F. J., y GIL IBARGUCHI, I. (1983): *El metamorfismo en el Macizo Ibérico*. Libro Jubilar. J. M. Ríos. IGME. t. I:555-568.

MUÑOZ, M.; ANCOCHEA, J.; SAGREDO, J.; DE LA PEÑA, A.; HERNÁN, F.; BRANDLE, J. L., y MARFIL, R. (1983): *Vulcanismo permo-carbonífero de la Cordillera Ibérica*. Dixieme Congrès International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifère. Compte Rendu. V, 3:27-52.

SCHMITZ, U. (1971): *Stratigraphie und sedimentology im Kambrium und Tremadoc des Westlichen Iberischen Ketten nordlich Ateca (Zaragoza), NE Spanien*. Münsters Forsch. Geol. Paläont., 22:1-123.

VILLAS, E. (1980): *El Ordovícico de los alrededores de Alpartir (Cadenas Ibéricas Orientales, NE de España)*. Bull. Soc. Geol. Min. Bretagne, XII, 1:77-91.

WIEMER, B. (1975): *Erläuterungen zur geologischen kartierung des gebietes SE Ateca/Acered in den Westlichen Iberischen Ketten (NE Spanien)*. Dipl. Arbeit Würzburg, 95 pp.

WOLF, R.: *The lower and upper boundary of the ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain*. Part I: *The lower Ordovician Sequence of Celtiberia*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 160(1): 118-137.

ZAMARREÑO, I. (1983): *El Cámbrico en el Macizo Ibérico*. Libro Jubilar J. M. Ríos. IGME, t. I:117-191.

Recibido: Mayo de 1987.